УДК 552.321 : 550.93 : 550.4

U–Pb ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ БРЕНЬСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

С.Н. Руднев, А.Г. Владимиров, Е.В. Бибикова*, А.Е. Телешев, П.Ф. Ковалев**

Институт геологии СО РАН. г. Новосибирск. E-mail: rudnev@uiggm.ru

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН. г. Москва. E-mail: bibikova@geokhi.ru

**Комитет по геологии и использованию недр Республики Тыва (Тувагеолком). г. Кызыл

Впервые U-Pb изотопным методом по циркону получены первые данные о времени формирования "довулканических" и "послевулканических" гранитоидов, входящих в состав Бреньского массива. Установлено, что U-Pb изотопный возраст "довулканических" гранитоидов составляет 450±5 млн лет (поздний ордовик), "послевулканических" — 385±5 млн лет (ранний девон). U-Pb изотопные оценки возрастов полностью подтвердили ранее сделанные геологические выводы о резком разрыве в возрасте этих магматических образований. Несмотря на то что полученная U-Pb изотопная оценка возраста "довулканических" гранитоидов в пределах аналитической ошибки перекрывается с оценкой U-Pb изотопного возраста предшествующих гранитоидов таннуольского диорит-тоналит-плагиогранитного комплекса (451±5,7 млн лет), они резко отличаются друг от друга по вещественному составу и формационной принадлежности.

Бреньский массив входит в состав крупнейшего в Алтае-Саянской складчатой области (АССО) Каахемского гранитоидного батолита (≥ 30 000 км^2), расположенного в раннекаледонских структурах юго-западного складчатого обрамления Сибирского кратона (рис. 1). До начала 80-х годов XX века, все гранитоиды, входящие в состав Бреньского и ряда других массивов в Восточной Туве, из-за их сходства, вызванного красной окраской (пелитизация калиевых полевых шпатов) и пространственной сопряженностью с фаунистически охарактеризованными вулканитами, относили к раннедевонскому вулканоплутоническому бреньскому комплексу, противопоставляя их существенно плагиоклазовым гранитоидам раннепалеозойского таннуольского комплекса.

Детальное изучение петрографического состава пород северо-восточной части Бреньского массива и их геологических взаимоотношений с вулканогенными образованиями сайлыгской свиты нижнего девона (см. рис. 1) показало [1], что гранитоиды бреньского комплекса подразделяются на две разновозрастные группы: "довулканическую" (додевонскую) и "послевулканическую" (девонскую). Выделение двух разновозрастных ассоциаций в составе Бреньского массива имело важное региональное значение не только для Восточной Тувы, но и для АССО в целом, поскольку существенная часть "девонотипных" гранитоидных комплексов в этом регионе традиционно относилась к девонским образованиям из-за их состава и характерного облика, хотя данные о разновозрастности бреньского комплекса

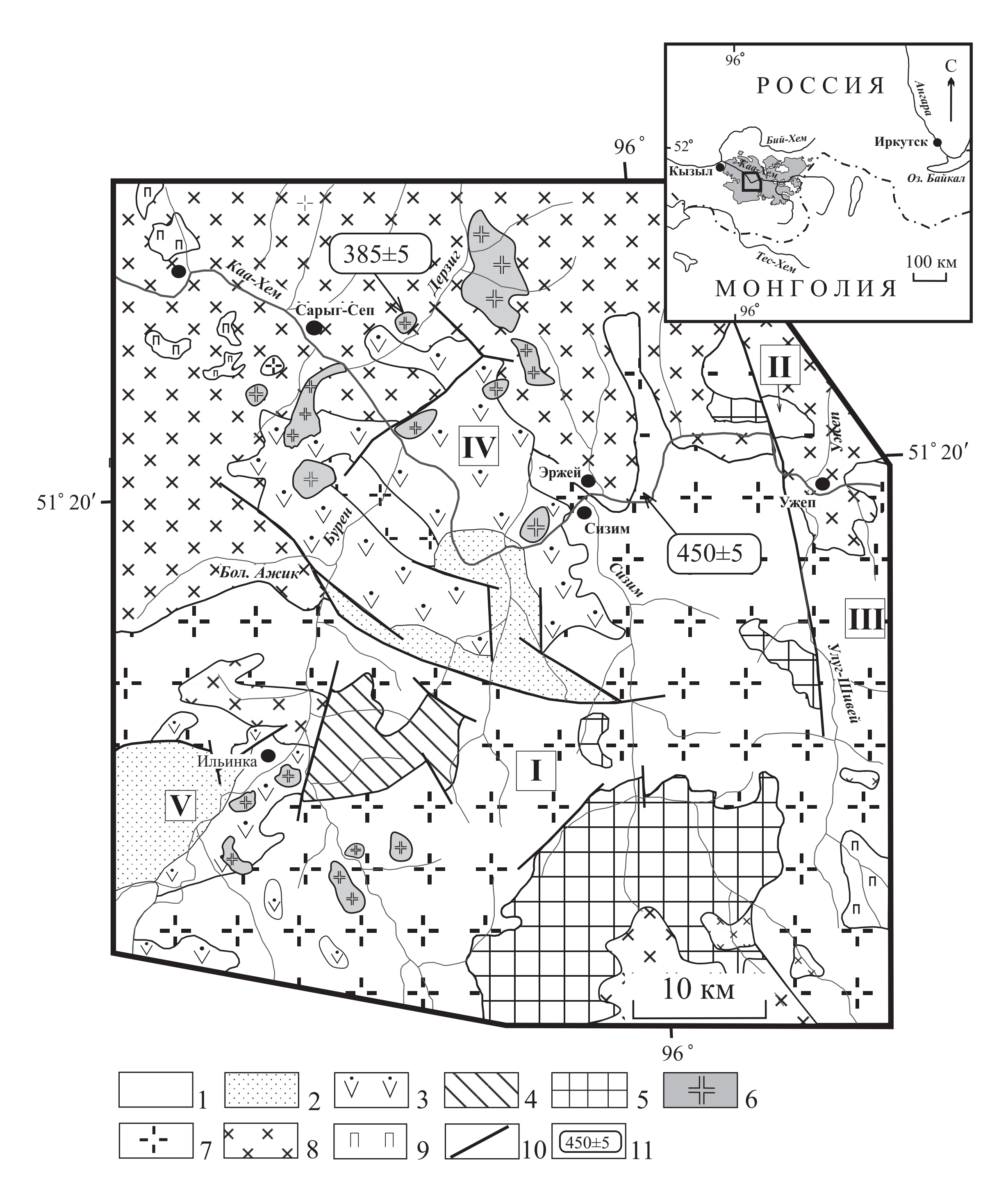


Рис. 1. *Схема геологического строения Бреньского массива и его обрамления. Составлена по материалам государственных геологических съемок, а также материалов [1, 11] с изменениями и дополнениями авторов: 1) рыхлые отложения, Q_{III-IV}; 2) красноцветные отложения балгазинской свиты, D_3; 3) кварцевые и безкварцевые липаритовые и дацитовые плагиопорфиры, туфы, игнимбриты, андезитовые порфириты сайлыгской свиты, D_{1-2}; 4) вулканогенные отложения туматтайгинской свиты, $Є_1$; 5) вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения Тувино-Монгольского массива, V-$Є_1$; 6) "послевулканический" бреньский граносиенит-гранит-лейкогранитный комплекс, D_1; 7) "довулканический" ("сархойский" тип) гранодиорит-граносиенит-гранитный комплекс, O_3; 8) таннуольский диорит-тоналит-плагиогранитный комплекс, O_3; 9) мажалыкский перидотит-пироксенит-габброноритовый комплекс, O_1; 10) тектонические нарушения; 11) места отбора проб и U-Pb изотопный возраст (млн лет) по циркону. Римскими цифрами в квадратах показаны: I) Бреньский массив, II) Байбалыгский массив, III) Каргинский массив, IV) Бельбейская и V) Балгазинская мульды.*

На врезке, серым цветом показана площадь распространения гранитоидов Каахемского полихронного батолита. Жирной линией выделена область, где проводились исследования

и его аналогов в Восточном Саяне, включая K-Ar и U-Pb датировки, были известны и ранее [2–8].

Актуальна и корректировка представлений о масштабах девонского гранитоидного магматизма. В частности, после проведения П.Ф. Ковалевым геолого-съемочных работ масштаба 1:50 000 на других участках Бреньского массива, а также Каргинского массива, расположенного восточнее, было установлено, что "довулканические" гранитоиды здесь существенно более развиты (≥15 000 км^2), чем это представлялось ранее. В противоположность этому, площади распространения гранитоидов собственно бреньского ("послевулканического") комплекса существенно сократились и сейчас оцениваются в первые сотни квадратных километров (см. рис. 1). При сопоставлении объемов раннесреднепалеозойских гранитоидов в тех узлах, где их удавалось разделить по прямым или косвенным данным, показано, что большая часть гранитоидов, прежде считавшихся среднепалеозойскими, в действительности имеет более древний возраст.

По геологическим данным возраст формирования "довулканических" гранитоидов в Бреньском массиве до сих пор рассматривается в интервале от ордовика до силура включительно, что подтверждается прямыми наблюдениями о прорывании гранитоидов таннульского комплекса, имеющих возраст 451±6 млн лет, U-Pb метод, циркон [9], а также наличию обломков "довулканических" гранитов среди вулканогенных отложений сайлыгской свиты нижнего девона [1, 8]. Возраст гранитоидов собственно бреньского "послевулканического" комплекса принимался в интервале от нижнего до верхнего девона, поскольку они прорывают вулканогенные отложения сайлыгской свиты (D_1) и трансгрессивно перекрываются красноцветными отложениями балгазинской свиты (D_3) [1, 10]. Предшествующие U-Pb, Rb-Sr и K-Ar изотопные исследования, выполненные А.Г. Рублевым по гранитоидам Бреньского массива (район горы Германская шапка) свидетельствуют о сильной нарушенности радиогенных систем. В первом приближении они позволили подтвердить наличие двух рубежей формирования гранитоидов с T_1 ~ 495...435 млн лет и T_2 ~ 430...345 млн лет.

Цель настоящей статьи – уточнить возраст формирования "довулканических" (додевонских) и "послевулканических" (девонских) гранитоидов Бреньского массива с использованием U-Pb изотопного датирования по цирконам, выделенным из петрографически и геохимически однородных крупнообъемных проб (> 20 кг), которые в свою очередь "привязаны" к геологическим телам с достаточно ясной геологической позицией.

"Довулканические" гранитоиды ("сархойский" комплекс, по П.Ф. Ковалеву) представлены в составе Бреньского, Каргинского, Байбалыгского и ряда других более мелких массивов, которые в совокупности образуют единый плутон с общей площадью более ≥15 000 км^2 (см. рис. 1). По масштабам своего развития они сопоставимы с гранитоидами таннуольского комплекса. По данным [1] они подразделяются на несколько петрографических типов: 1) гранодиориты, граносиениты, граниты и аплиты стародумовского типа (преобладающий тип), 2) граниты и лейкограниты эржейского типа и 3) граниты байбалыгского типа. Не останавливаясь на особенностях состава гранитоидов этих типов, отметим, что общими для них признаками являются крупно- и среднезернистое строение с порфировидными выделениями полевых шпатов, одинаковый набор породообразующих и акцессорных минералов. Средний минеральный состав: кварц – 25...35 %, калиевый полевой шпат (часто микропертит) – 15...35, плагиоклаз – 20...30, биотит – 2...4, роговая обманка – 1...2 (иногда до 7...10 % в сильно контаминированных разностях), сфен, апатит, циркон, ортит, магнетит, пирит. По петрогеохимическому составу "довулканические" гранитоиды относятся к породам известково-щелочного ряда повышенной калиевости. В ряду от гранодиоритов к лейкогранитам отмечается закономерное возрастание содержаний K_2O+Na_2O (6,5...8,4 мас. %) главным образом за счет увеличения содержаний K_2O (2,3...5,4 мас. %). Содержания Na_2O в породах, в отличие от K_2O, варьируют незначительно и уменьшаются по мере увеличения кремнекислотности от 4,2 до 3,0 мас. %. При этом Na_2O преобладает над K_2O и лишь в наиболее кислых разностях иногда отмечаются обратные соотношения. На диаграмме "Ab-An-Or" породы этого комплекса не обнаруживают закономерного тренда ("размытое" поле фигуративных точек, рис. 2), что согласуется с широкими вариациями их петрохимического состава, взаимосогласованного с количественными содержаниями породообразующих минералов, в первую очередь – полевых шпатов. Характерны широкие вариации содержаний Rb (40...190 г/т), Sr (130...710 г/т) и особенно Ba (380...2200 г/т) даже в пределах одной петрографической группы (интрузивной фазы). По содержанию редкоземельных элементов (РЗЭ) и нормированным по хондриту спектрам их распределения (рис. 3) они характеризуются преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми и наличием отрицательного минимума по Eu (ΣРЗЭ = 206...100 г/т; La/Yb_N = 12,6...7,7; Eu/Eu^*_N = 0,9...0,6).

Сравнительный анализ "довулканических" гранитоидов и гранитоидов таннуольского комплекса показывает, что они существенно отличаются друг от друга. На диаграмме Ab-An-Or (см. рис. 2), фигуративные точки их составов отражают резко дискордантные эволюционные тренды, что свидетельствует о различной петрогенетической природе их формирования.

Для определения возраста "довулканических" гранитоидов была исследована монофракция циркона из порфировидных биотит-амфиболовых гранодиоритов (проба Д1019е), отобранная в северо-восточной части Бреньского массива (район поселка Эржей, см. рис. 1). Монофракция циркона из пробы Д1019е представлена желтыми прозрачными и полупрозрачными короткопризматическими индивидами, которые по своим морфологическим и крис-

таллографическим особенностям указывают на его магматическую природу. Изотопные исследования были проведены по монофракции циркона с размером зерен –100...+90 мкм (фр. 1; см. табл.), в которой содержится некоторая примесь более древней компоненты. Она была удалена предварительным селективным растворением (фр. 2), после чего было получено конкордантное значение возраста 450±5 млн лет (рис. 4). Учитывая магматическую природу исследованного циркона, изотопная дата 450±5 млн лет принимается за возраст кристаллизации "довулканических " гранитоидов в Бреньском массиве.

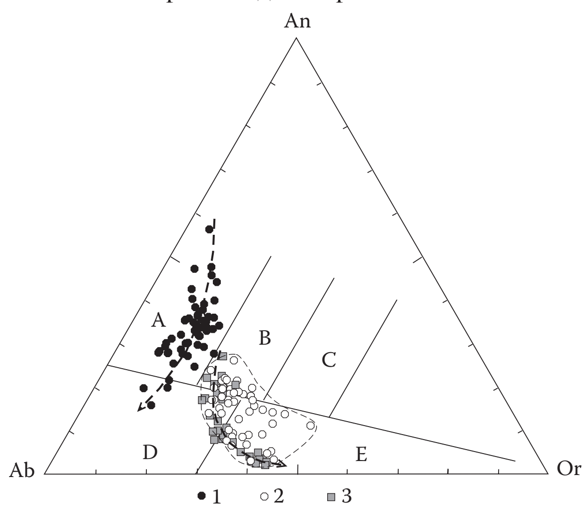


Рис. 2. *Диаграмма "An-Ab-Or" для гранитоидов таннуольского, "довулканического" и "послевулканического" бреньского комплексов.*
На диаграмме показаны поля составов: A) тоналитов, B) гранодиориов, C) адамеллитов, D) трондьемитов, E) гранитов. An — анортит, Ab — альбит, Or — ортоклаз

"Послевулканические" гранитоиды (собственно бреньский комплекс) на современном эрозионном срезе (см. рис. 1), представлены в виде мелких изометричных или линейно вытянутых массивов. При картировании они были разделены на две интрузивные фазы, формирование которых проходило в гомодромной последовательности: 1 фаза – гранодиориты, порфировидные граниты, аляскиты, 2 фаза – гранит-порфиры. Жильные образования представлены микрогранитами, микрогранит-порфирами, гранофирами, риодацитовыми и риолитовыми порфирами, микрогранодиоритами и микрогранитами. По данным А.Е. Телешева [1] и П.Ф. Ковалева, аляскиты являются наиболее распространенной петрографической разновидностью (~50 %), гранодиориты и граниты менее распространены и составляют около 20 %. Породы второй интрузивной фазы составляют приблизительно 30 % от общей площади бреньских гранитов. Минеральный состав главных петрографических разновидностей, %: *гранодиориты* – кварц (25...30), плагиоклаз (45...50), калиевый полевой шпат (15...20), биотит (2...4), амфибол (1...3), циркон, апатит, ортит, сфен, магнетит; *аляскиты* – кварц (30...35), плагиоклаз (15...20), калиевый полевой шпат (45...55), биотит (2...3), циркон, апатит, сфен, рутил, ортит, монацит, магнетит; *гранит-порфиры* – кварц (25...30), плагиоклаз (10...15), калиевый полевой шпат (40...45), биотит (1...3), амфибол (2...3), циркон, апатит, сфен, магнетит, ильменит. По петрогеохимическим особенностям интрузивные образования бреньского комплекса относятся к гранитоидам известково-щелочного ряда повышенной калиевости. На диаграмме "Ab-An-Or" (см. рис. 2) фигуративные точки их составов образуют "жесткий" ортоклазовый тренд. По концентра-

Таблица. *Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов*

N фр.	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
			Pb	U	$^{206}Pb/^{204}Pb^{а}$	$^{207}Pb/^{206}Pb^{б}$	$^{208}Pb/^{206}Pb^{б}$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
Проба Д1019е, порфировидный биотит-амфиболовый гранодиорит ("довулканический" комплекс), Бреньский массив													
1	-100...+90	2,0	33,18	383,16	826	0,082810	0,253562	0,07390	0,6674	0,65	459,87	519,18	789,46±6,5
2	-100...+90 (СР)	2,9			354	0,097330	0,313991	0,07207	0,5595	0,47	448,64	451,21	464,32±18
Проба Д515, среднезернистый биотит-амфиболовый гранодиорит, бреньский ("послевулканический") комплекс													
3	-90...+60	2,2	37,20	595.31	1760	0,062461	0,108399	0,061700	0,4610	0,49	385,7	384,93	380,28±18
4	-100...+90	1,8	56,07	881,95	1670	0,066120	0,118600	0,061900	0,4906	0,48	387,21	405,3	509,72±17

Примечание. *Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Изотопные анализы выполнены в ГЕОХИ РАН (г. Москва), аналитик — Т.И. Кирнозова, на одноколлекторном твердофазном масс-спектрометре TSN 206A фирмы Камека. Изотопные исследования цирконов проводилось по методу [13]. Концентрация U и Pb определены методом изотопного разбавления с применением смешанного трассера $^{208}Pb+^{235}U$. Холостое загрязнение составило 0,1 нг Pb. Процедура предварительной селективной обработки (СР) циркона в $HF+HNO_3$ выполнялась при 150 °С в течении 8 ч для удаления метамиктных, наиболее нарушенных фаз [14]. После многократной промывки в 3N HCl остаток наиболее кристаллических фаз разлагался и анализировался по обычной методике. Изотопные возрасты рассчитаны по программе ISOPLOT [15]. Ошибки в U/Pb-отношениях составили 0,5 %. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [16]. Морфология кристаллов циркона изучалась на сканирующем электронном микроскопе ABT-55 при ускоряющем напряжении 20 кВ в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург), аналитик — Ю.В. Плоткина. Rho — коэффициент корреляции между ошибками определения отношений $^{235}U/^{207}Pb$ и $^{238}U/^{206}Pb$. Привязка проб показана на рис. 1*

ции редкоземельных элементов (ΣРЗЭ = 132 г/т; La/Yb_N = 11,7; Eu/Eu^*_N = 0,6) и характеру кривых распределения РЗЭ гранитоиды бреньского комплекса попадают в поле составов "довулканических" гранитоидов (см. рис. 3).

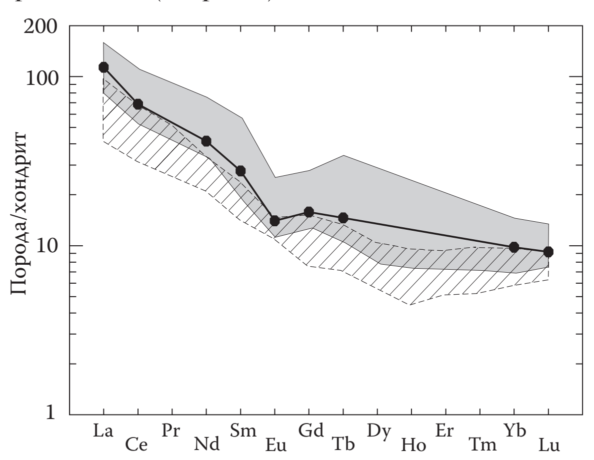


Рис. 3. *Спектры распределения редкоземельных элементов для гранитоидов таннуольского (косая штриховка), "довулканического" (серый цвет) и "послевулканического" бреньского (жирная линия) комплексов.*

Нормирование пород проводилось по хонриту [12]. Содержания петрогенных элементов, редких и редкоземельных элементов выполнены методом ИННА (АЦ ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитики — С.Т. Шестель, В.С. Пархоменко) и методом (ICP-ms на установке "VG Plasmquad PQ-2" (ЦКП ИНЦ СО РАН, г. Иркутск, аналитики — С.В. Пантеева, В.В. Маркова). Автор проб А.Н. Дистанова (ИГ СО РАН, г. Новосибирск)

Для определения U-Pb изотопного возраста *"послевулканических"* гранитоидов исследована монофракция циркона из среднезернистых биотит-амфиболовых гранодиоритов (проба Д515), отобранных в небольшом штоке в правом борту р. Дерзиг (правый приток р. Каа-Хем, см. рис. 1). Циркон из пробы Д515 представлен идиоморфными короткопризматическими кристаллами желтого и светло-желтого цветов с наличием в отдельных случаях зерен с корродированными поверхностями граней и "древних" ядер. U-Pb изотопные исследования были проведены по фракции циркона с размером зерен –90...+60 и –100...+90 мкм (фр. 3, 4; см. табл.). Для фракции циркона с размером зерен –90...+60 мкм (фр. 3, рис. 4) были получены конкордантные значения возраста 385±5 млн лет, в то время как в более крупной фракции циркона (фр. 4; см. рис. 4) отмечается некоторая примесь более древней компоненты. Учитывая магматическую природу исследованного циркона, изотопная дата 385±5 млн лет принимается за возраст кристаллизации гранодиоритов бреньского ("послевулканического") комплекса.

Основные выводы

1. U-Pb изотопным методом по циркону получены первые данные о времени формирования "довулканических" и "послевулканических" гранитоидов Бреньского массива. Установлено, что U-Pb изотопный возраст "довулканических" гранитоидов составляет 450±5 млн лет (поздний ордовик), "послевулканических" – 385±5 млн лет (ранний девон). U-Pb изотопные оценки возрастов полностью подтвердили ранее сделанные геологические выводы о резком разрыве в возрасте этих магматических образований.
2. Полученная U-Pb изотопная оценка возраста "довулканических" гранитоидов ("сархойский" комплекс, T = 450±5 млн лет) перекрывается в пределах аналитической ошибки с оценкой U-Pb изотопного возраста гранитоидов собственно таннуольского комплекса (451±5,7 млн лет [9]), несмотря на их резкое различие в составе, что может быть объяснено контрастной сменой магмообразующих источников в

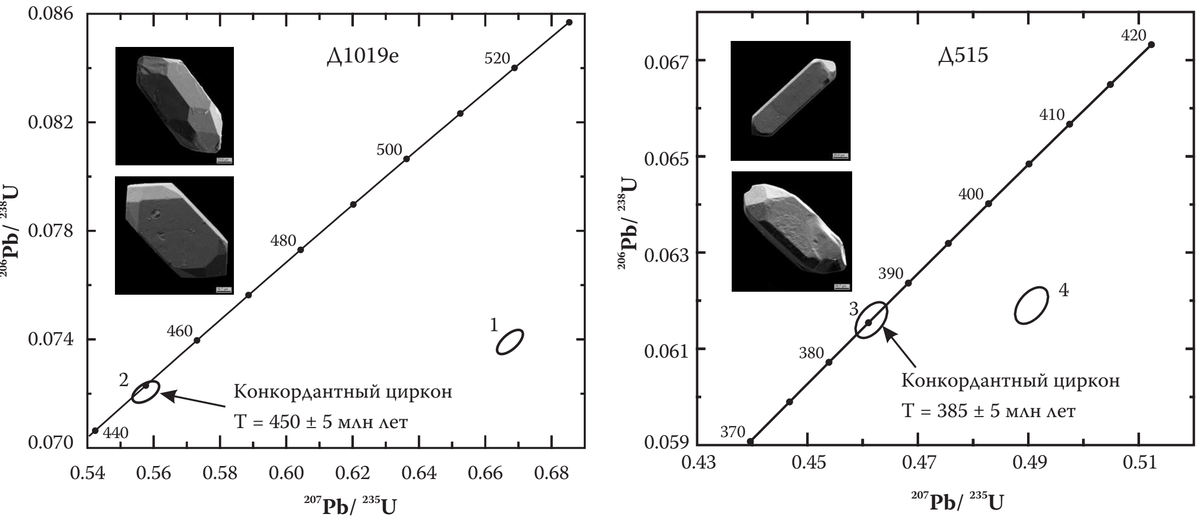


Рис. 4. *U-Pb изотопная диаграмма с конкордией для цирконов из порфировидных биотит-амфиболовых гранодиоритов "довулканического" (обр. Д1019е) и среднезернистых биотит-амфиболовых гранодиоритов "послевулканического" бреньского (обр. Д515) комплексов. 1—4 — см. таблицу. Показана также морфология кристаллов циркона, наиболее характерная для данных образцов. Привязку проб см. рис. 1*

нижней коре и верхней мантии. Эта гипотеза еще требует дополнительных изотопно-геохимических подтверждений, однако уже сейчас очевидно, что таннуольский комплекс и "довулканические" гранитоиды "сархойского" типа, несмотря на близкий возраст их формирования, резко отличаются друг от друга как по вещественному составу, так и по формационной принадлежности.

Авторы благодарят А.Н. Дистанову, А.М. Сугоракову за предоставленные материалы и плодотворные дискуссии в ходе проведенных исследований, а также Т.И. Кирнозову, Ю.В. Плоткину, С.В. Пантееву и В.В. Маркову за проведенные аналитические исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 03-05-65081, 03-05-65099, 04-05-64443), Президиума СО РАН (интеграционный проект № 6.7.2) и Программы "Университеты России" (№ УР. 09.01.018).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Телешев А.Е. Взаимоотношения разновозрастных гранитоидов Бреньского плутона с девонскими вулканическими комплексами Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 63–103.
2. Коваленко В.И., Пополитов Э.И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. – М.: Наука, 1970. – 260 с.
3. Телешев А.Е., Поляков Г.В. Соотношение палеозойских гранитоидных комплексов правобережья рек Кызыл-Хем и Нижний Кадраус (Восточная Тува) // Гранитоидные комплексы Сибири. – Новосибирск: Наука, 1979. – С. 23-40.
4. Митрофанов Ф.П. Сопоставление нижнепалеозойских гранитоидов Восточной Тувы и восточной части Восточного Саяна // Вестник ЛГУ. – 1962. – № 6. – С. 46–56.
5. Митрофанов Ф.П., Кольцова Т.В. Возраст некоторых последокембрийских интрузивных пород Восточного Саяна // Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. – М.: Наука, 1965. – С. 142–148.
6. Шенкман Я.Д. К вопросу об интрузивных комплексах Восточной Тувы // Материалы по региональной геологии. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. – С. 71–78.
7. Шенкман Я.Д. Гранитоидные интрузивные комплексы Восточной Тувы. – М.: Недра, 1980. – 133 с.
8. Телешев А.Е. Возраст палеозойских гранитоидных ассоциаций Восточной Тувы и Восточного Саяна // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 150–163.
9. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И. и др. Возраст постколлизионного магматизма каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // Доклады РАН. – 1998. – Т. 360. – № 4. – С. 514–517.
10. Агентов В.Б., Агентова В.В., Семенова О.А. Силурийские и нижнедевонские отложения бассейна р. Дерзига в Восточной Туве // Материалы по региональной геологии. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. – С. 44–50.
11. Дистанова А.Н. Строение плутонов и особенности состава раннепалеозойских гранитоидов Каахемского района Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 24–62.
12. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. – Amsterdam: Elsevier, 1984. – P. 63–114.
13. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1973. – V. 37. – P. 485–494.
14. Mattinson J.M. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // Contrib. Miner. Petrol. – 1994. – V. 116. – P. 117–129.
15. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept., 88–542. – 1991. – 35 p.
16. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. – 1975. – V. 26. – P. 207–221.

УДК 550.42:57.4 (571.1)